

MÓDULO 3: EL FUNCIONAMIENTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

CONCIENCIACIÓN Y CAPACITACIÓN EN MATERIA DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA PROFESORES DE PRIMARIA Y SECUNDARIA



MÓDULO 3: EL FUNCIONAMIENTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO	3
3.1 BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA	3
3.1.1 INTRODUCCIÓN AL BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA.....	4
3.1.2 EL ALBEDO	5
3.1.3 FACTORES QUE AFECTAN AL BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA	6
3.2 EL EFECTO INVERNADERO	8
3.2.1 EL EFECTO INVERNADERO NATURAL.....	8
3.2.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS GASES DE EFECTO INVERNADERO	9
3.3 BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA.....	12
3.3.1 TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA.....	12
3.3.2 MODELO DE DOS CAPAS.....	13
3.3.3 BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA	16
3.4 EL CICLO DEL CARBONO	18
3.4.1 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA ATMÓSFERA Y LA BIOSFERA	19
3.4.2 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA BIOSFERA Y LA LITOSFERA	19
3.4.3 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA ATMÓSFERA Y EL OCÉANO.....	20
3.4.4 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA LITOSFERA Y OTROS RESERVORIOS.....	21
3.5 IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA VIDA EN LA TIERRA.....	22
3.5.1 ¿POR QUÉ AFECTA EL CAMBIO CLIMÁTICO A LOS SERES VIVOS?	23
3.5.2 EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS ECOSISTEMAS.....	23
3.5.3 EFECTOS DE ESTAS ALTERACIONES SOBRE LA ACTIVIDAD HUMANA.	24
BIBLIOGRAFÍA	25
GLOSARIO	26



MÓDULO 3: EL FUNCIONAMIENTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

En este módulo revisaremos los principios físicos que rigen el balance energético del planeta y el efecto invernadero. Estos conceptos son esenciales para entender cómo funciona el clima en nuestro planeta y como la influencia de los gases de invernadero alteran este funcionamiento. Hablaremos de los flujos de entrada y salida de energía en nuestro planeta y la importancia de un balance energético. Definiremos que son los llamados forzamientos radiativos y que papel juegan en el cambio climático.

Hablaremos también del efecto invernadero natural que es esencial para que nuestro planeta tenga una temperatura adecuada para soportar la vida como la conocemos. Hablaremos también de como el aumento en las concentraciones de gases de invernadero emitidos por la humanidad altera este efecto invernadero y aumenta las temperaturas del planeta.

Estos mecanismos físicos que regulan el clima en la tierra son bien conocidos y nos permiten entender las causas del cambio climático. El conocimiento de estos mecanismos y su rol en el cambio climático nos permitirán establecer que acciones podemos tomar para revertir o adaptarnos a este fenómeno.

3.1 BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA

Puesto que el sistema climático de la tierra es muy complejo solo hablaremos de los más importantes. El estudio de estos mecanismos es importante para saber cuál es el impacto de la actividad humana en el planeta y de que forma podemos actuar para reducir este impacto.

Hablaremos de los flujos de entrada y salida de energía en nuestro planeta y la importancia de un balance energético. Definiremos los llamados forzamientos radiativos y que papel juegan para modificar el clima en nuestro planeta.

Hablaremos también del efecto invernadero natural que es esencial para que nuestro planeta tenga una temperatura adecuada para soportar la vida como la conocemos y como la actividad humana altera este mecanismo natural provocando un aumento en las temperaturas.

Estos mecanismos físicos que regulan el clima en la tierra son bien conocidos y nos permiten entender las causas del cambio climático. El conocimiento de estos mecanismos y su rol en el cambio climático nos permitirán establecer que acciones podemos tomar para revertir o adaptarnos a este fenómeno.

3.1.1 INTRODUCCIÓN AL BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA

El clima de la Tierra está gobernado por la Primera Ley de la Termodinámica y se rige por un principio muy simple: "La cantidad de energía que entra en un sistema debe ser la misma que sale de él".

La mayor parte de la energía que llega a nuestro planeta proviene del Sol. Esta energía nos llega en forma de luz que sale del sol y viaja por el espacio hasta nosotros. Principalmente es en forma de luz visible y e infrarroja que es donde el sol más emite.

El sol es un cuerpo negro, por tanto la luz de los colores que emite dependen de la temperatura. Debido a su alta temperatura de 5800 °K en la superficie emite luz en muchos colores o longitudes de onda. Principalmente en el visible y el ultravioleta pero también un poco en el infrarrojo.

El sol radia una enorme cantidad de energía.

$$S_s = \frac{5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}}{(5800K)} = 63 \times 10^6 W/m^2$$

Todos los cuerpos que están por encima del cero absoluto radian energía y cuanto más alta es su temperatura más energía radian. La Ley de Stefan Boltzman describe esta relación entre la temperatura del cuerpo y la energía emitida en forma de radiación como:

$$E = \sigma T^4$$



σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$). Un Watt (W) o Vatio es la unidad de potencia y equivale a $1W = 1Js^{-1}$

De la energía que llega a la Tierra en forma de radiación solar, una parte se absorbe y otra se refleja. Además, la Tierra mantiene su balance energético debido a que también radia energía al espacio y esta radiación es la que define la temperatura global de nuestro planeta. Los flujos de entrada y salida de energía pueden variar mucho de un lugar a otro o de un momento a otro, pero en promedio y en intervalos grandes de tiempo, los flujos de energía se mantienen constantes.

Si la energía que entra en la tierra aumenta demasiado, la temperatura del planeta aumentará. Debido a la Ley de Stefan Boltzman la energía que radia el planeta aumentará hasta lograr un nuevo balance energético. La temperatura en la Tierra es alrededor de 280 K lo que significa que la radiación que radia es en su mayoría en el infrarrojo que tiene menos energía por fotón que la radiación visible o ultravioleta. Planetas como Marte que tiene una atmósfera muy tenue o la Luna que no tiene atmósfera cambian rápidamente su temperatura en respuesta a los cambios de radiación incidente. Sin embargo los cambios en el planeta tierra pueden tomar más tiempo debido a la gran inercia que genera la atmósfera y los grandes océanos de la tierra. La temperatura de la Tierra se determina por la primera ley de la termodinámica. Por lo tanto es mucho más simple que los complejos fenómenos que determinan otros aspectos del clima como las precipitaciones, el nivel del mar, los vientos o las corrientes oceánicas.

3.1.2 EL ALBEDO

El albedo es la capacidad del planeta para absorber energía del sol. Una superficie blanca como la nieve o las nubes refleja casi el 100% de la luz incidente. La Tierra refleja alrededor del 30% de la energía del sol (valor promedio en el tiempo y el espacio de las diferentes zonas del planeta). Otros planetas como mercurio solo reflejan el 10% de la radiación mientras que Venus refleja hasta el 75% de la luz del sol. El albedo puede medirse de forma precisa. La Nasa ha desarrollado el instrumento CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) que mide la cantidad de la radiación infrarroja reflejada de la tierra. Esta misión comenzó en el año 1997 y después otros instrumentos han continuado como el Terra, Aqua and Suomi-NPP, también de la NASA. El albedo no ha cambiado de



forma significativa en la última década de forma global, aunque localmente el albedo puede cambiar de forma significativa.

Existe una gran cantidad de variables que cambian el albedo en la tierra y por lo tanto cambian la capacidad de absorber o reflejar la luz. Esto es lo que se conoce como procesos de retroalimentación o *feedback*. Por ejemplo, en las montañas de Colorado, la nieve puede cubrirse de arena del desierto y volverse más oscura. Eso significa que absorberá más radiación solar y se derretirá más pronto que en otros lugares donde conserve el color. Esto tiene importantes consecuencias para los ecosistemas de la zona. El uso del suelo y otros factores como la emisión de aerosoles puede cambiar el albedo de la Tierra y por tanto modificar los flujos de entrada de energía en la tierra.

3.1.3 FACTORES QUE AFECTAN AL BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA

Existen una serie de factores (forzamiento radiactivo o *radiative forcing*) que influyen en la cantidad de energía que entra en la tierra en forma de radiación y por tanto pueden cambiar de forma significativa los flujos de entrada y de salida de la energía. Algunos de ellos son naturales y otros son de origen antropomórfico, es decir, generados por la humanidad. La temperatura promedio del planeta puede alterarse al cambiar la intensidad del sol, la reflexión de la luz solar por nubes o el hielo o por el cambio en la energía que sale del planeta por el efecto invernadero. Por ejemplo, los gases de efecto invernadero pueden alterar la cantidad de energía que radia la Tierra hacia el universo.

Los diferentes forzamientos radiativos tienen diferentes efectos porque tienen diferentes patrones en función de la latitud o la época del año. Por ejemplo, los aerosoles solo funcionan cuando reciben la luz del día. Sin embargo, la comparación tiene significado ya que todos estos efectos pueden medirse en las mismas unidades. La gráfica, compilada por el IPCC, muestra la importancia de diferentes factores que han afectado al clima desde 1750 hasta la década anterior.

En la figura (Fig 3.1) puede observarse que factores como la actividad solar han tenido poca incidencia en el cambio de las temperaturas del planeta. Otros como el cambio del uso de la tierra o los aerosoles han actuado para reducir los flujos de energía hacia la tierra. Finalmente, los gases de efecto invernadero son los que más influencia han tenido en el calentamiento global.



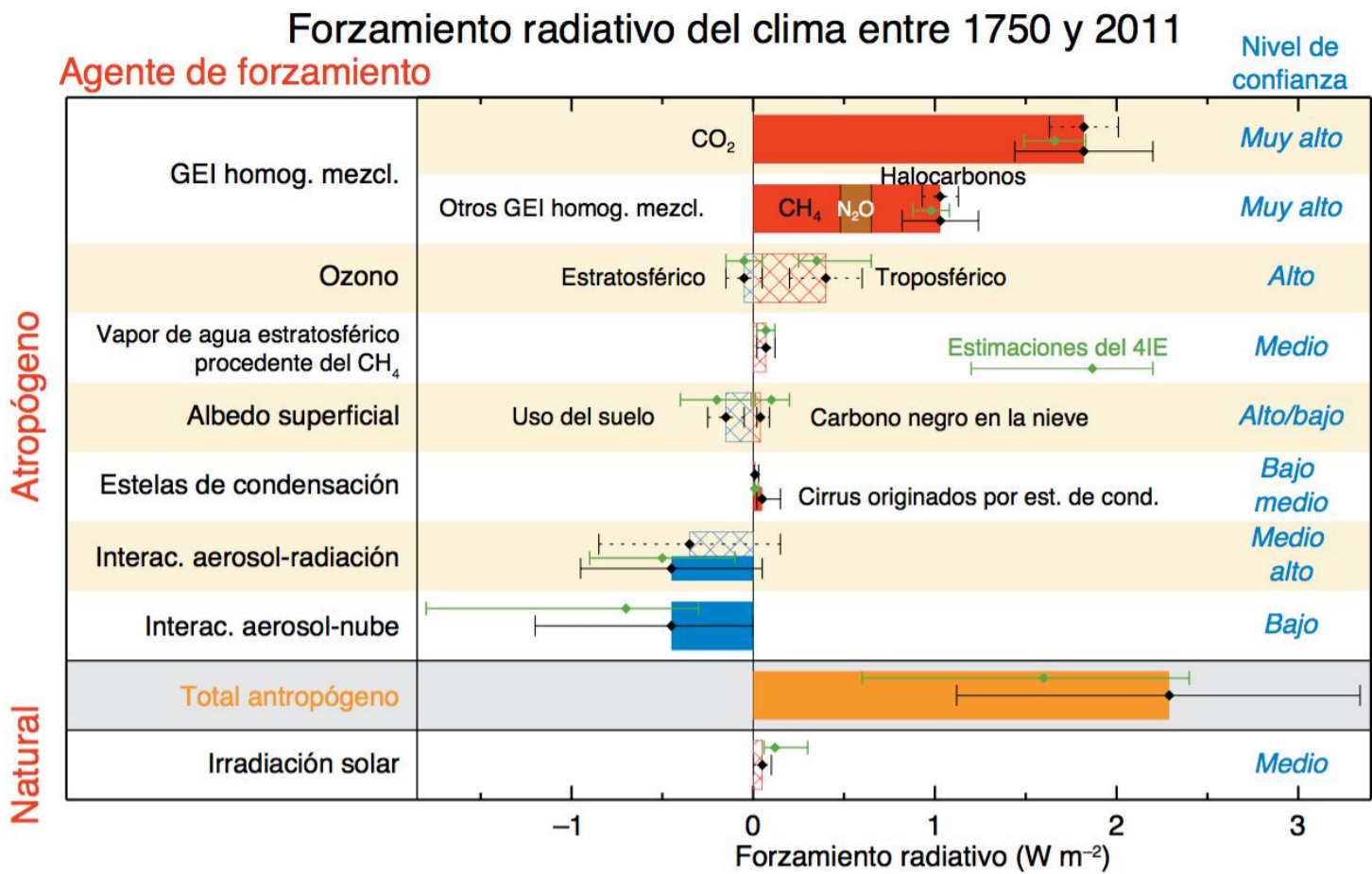


Fig 3.1 Esta figura tomada del Quinto informe de evaluación del IPCC. En la figura se describe la importancia de diferentes forzamientos radiativos. La gráfica se divide en dos partes: La primera son los forzamientos radiativos naturales como el cambio en la irradiación solar que es muy pequeño. La segunda contribución detalla la influencia de los forzamiento radiativos antropogénicos.

Como muestra la gráfica, los procesos naturales tienen una influencia mucho menor que los efectos de la actividad humana.

3.2 EL EFECTO INVERNADERO

La atmósfera juega un papel muy importante en el balance energético de la Tierra. La energía solar llega a la Tierra, la atmósfera, las nubes y la tierra absorben una parte y reflejan otra. La energía que no es reflejada por el albedo calienta la superficie de la Tierra y esta la reemite a longitudes de onda más largas y menor energía, en el infrarrojo. La radiación infrarroja es absorbida en la atmósfera por los gases de efecto invernadero y parte retorna a la tierra. Este efecto natural es vital para que las temperaturas en nuestro planeta sean adecuadas para la vida, pero este mismo efecto puede cambiar de forma fundamental el clima como lo hemos conocido en los últimos 10 000 años. Las altas concentraciones de gases de efecto invernadero, emitidas a la atmósfera desde la revolución industrial han hecho aumentar la temperatura del planeta. Este efecto es probablemente el más significativo de lo que llamamos Cambio Climático.

En lugares como la Luna que no tiene atmósfera, el balance de la radiación incidente y emitida establece de forma única la temperatura global de la luna. Sin embargo, en la tierra, la atmósfera juega un papel fundamental para tener las temperaturas compatibles con la vida.

3.2.1 EL EFECTO INVERNADERO NATURAL

La razón de que la superficie terrestre tenga la temperatura actual, 14 °C de media, es la presencia de los gases de efecto invernadero. El efecto invernadero natural actúa reflejando de vuelta parte de la radiación infrarroja emitida desde la superficie de la Tierra. Sin este efecto la temperatura promedio en la superficie de la Tierra sería de solo -19°C, una temperatura por debajo del punto de congelación del agua. Por lo tanto, el efecto invernadero natural de la Tierra hace que la vida como la conocemos sea posible.

A diferencia de los cuerpos negros, los gases de la atmósfera no pueden emitir y absorber en todas las longitudes de onda, Lo hacen en longitudes de onda específicas dependiendo de su estructura molecular. La mayor parte de los gases de la atmósfera son transparentes a la luz visible y ultravioleta. Esto quiere decir que no afectan al flujo de energía incidente en el planeta que llega desde el sol, pero si pueden modificar el flujo de energía que el planeta Tierra emite de vuelta al espacio.



La mayor parte de los gases son transparentes a la radiación del sol, pero absorben de forma selectiva la radiación infrarroja que emite la Tierra. Los gases de efecto invernadero absorben y emiten de forma eficiente la radiación de la Tierra y actúan como un espejo selectivo que devuelve a la tierra la energía radiada. De ésta forma la atmósfera terrestre almacena más energía que contribuye a aumentar la temperatura terrestre.

Es por tanto importante entender las características de absorción de los diferentes gases de la atmósfera para entender cómo funciona el efecto invernadero y su rol en el cambio climático.

3.2.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS GASES DE EFECTO INVERNADERO

La absorción de una molécula de un gas depende de sus estructuras atómica y molecular. Si los fotones de la radiación incidente están en el rango visible o UV, los átomos absorben esa energía de forma discreta. Cuando los fotones son de radiación IR activan la vibración de las moléculas. Los enlaces que unen a los átomos de las moléculas se estiran y se contraen con este tipo de excitación.

Los dos gases más abundantes en la atmósfera, el nitrógeno (N_2 , 78%) y el oxígeno (O_2 , 21%) son moléculas simétricas y por lo tanto no absorben de forma eficiente la radiación IR. El campo eléctrico que genera un átomo se cancela con lo que hace el otro átomo y por tanto la absorción de radiación IR no es eficiente. Las moléculas asimétricas como el NO se comportan de forma un poco diferente.

Las moléculas con más de dos átomos tienen más de un enlace. Por ejemplo, la molécula de agua H_2O tiene una geometría tal que al estirarse de forma simétrica o doblarse, genera un campo eléctrico asimétrico y por tanto absorbe eficientemente en el infrarrojo.

El CO_2 es una molécula lineal, por lo tanto, no todos los modos de vibración se absorben eficientemente. En este caso las vibraciones asimétricas y el doblarse permiten a esta molécula absorber la radiación infrarroja eficientemente.

El gas que más contribuye al efecto invernadero es el vapor de agua. Este está presente de forma natural en la atmósfera y es responsable de hasta el 70% de dicho efecto. Este hecho ha servido como argumento clásico para negar el papel de la humanidad en el calentamiento global minimizando el



efecto del resto de gases de efecto invernadero. No obstante, el vapor de agua puede considerarse como una "constante" a una temperatura dada, ya que aunque añadamos o eliminemos dicho vapor de agua de la atmósfera, rápidamente se volverá a alcanzar un equilibrio a través de la precipitación o evaporación del mismo.

El CO_2 es el segundo más importante. El metano, el óxido nitroso, el ozono y varios otros gases presentes en la atmósfera en pequeñas cantidades también contribuyen al efecto invernadero.

La otra variable que define la potencia de calentamiento de cada gas es su espectro de absorción de radiación, es decir, las longitudes de onda a las cuales cada gas es o no "transparente" a la radiación electromagnética. Estas dos variables, el tiempo de residencia, y el espectro de absorción sirven para "baremar" la fuerza de efecto invernadero que produce cada gas.

Si sumamos los espectros de absorción de estos gases veremos cuál es el espectro total de absorción de la atmósfera. Como observamos en la figura 3.2, entre un 70 y un 75 % del total de radiación del espectro solar atraviesa la atmósfera, mientras que en el espectro emitido por la Tierra, sólo entre un 15 y un 30% es capaz de atravesarla hacia el espacio.

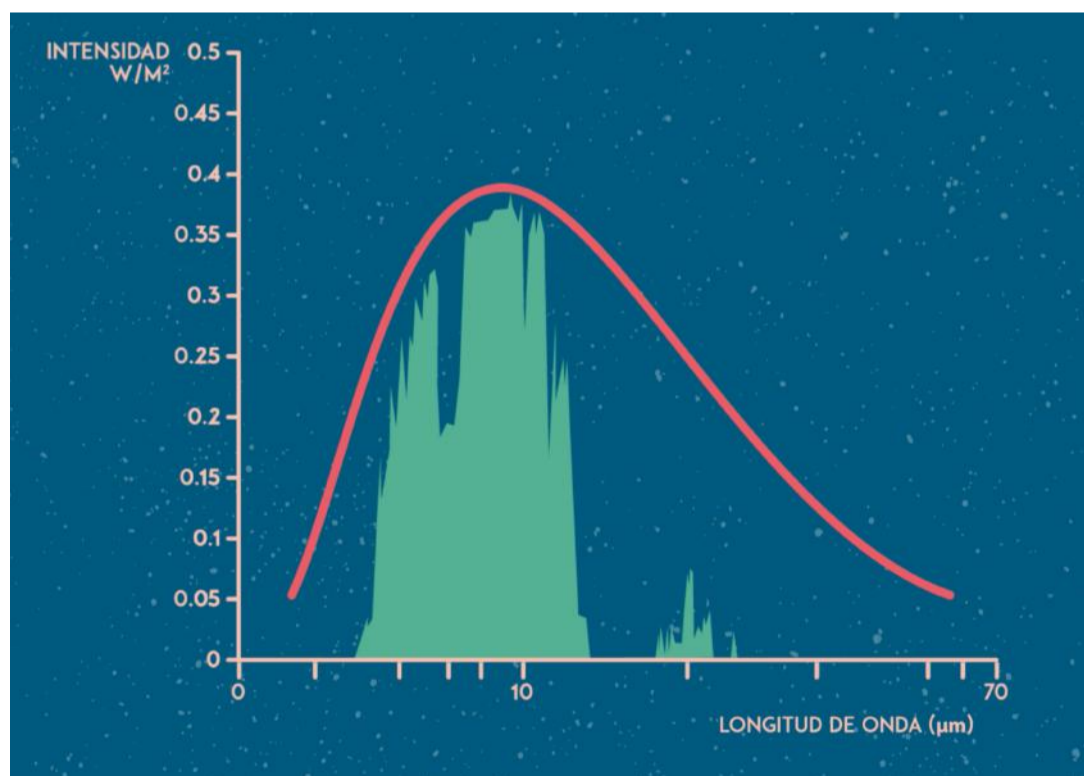


Fig 3.2 La curva roja describe la curva de emisión de la tierra en longitudes de onda infrarroja. La absorción de los gases de efecto invernadero coincide con esta curva y por ello la cantidad de radiación infrarroja que escapa de la tierra se reduce como muestra la gráfica verde.

Por otro lado, una vez estos gases se disuelven y distribuyen por la atmósfera, pueden ser degradados debido a la radiación solar, reaccionar entre ellos dando lugar a otros compuestos o pueden interaccionar con la hidrosfera, biosfera o litosfera. Así, mientras algunos gases permanecen en la atmósfera durante miles de años, otros tienen tiempos de residencia de menos de 100 años, con lo cual estos últimos tendrán un efecto acumulado más reducido en el tiempo. De esta manera, teniendo en cuenta sus propiedades de absorbanza y tiempos de residencia, en un horizonte temporal de 100 años, una molécula de metano equivale a 20 de dióxido de carbono, una de óxido nitroso a 250 y una de hexafluoruro de azufre a más de 20 mil.

Existe un efecto llamado saturación de banda. Lo que significa es que un gas con una alta concentración como el CO_2 será menos efectivo, molécula por molécula que un gas más diluido (con una menor concentración) como el metano. Por esta razón, una molécula de metano es 20 veces más poderosa que una molécula de CO_2 .



3.3 BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA

En las secciones anteriores hemos visto la forma en la que los flujos de energía de entrada y salida sobre la tierra determinan la temperatura global. También hemos visto el rol de la atmósfera y del efecto invernadero que permite que la temperatura del planeta esté por encima de los 0° centígrados. Hemos visto también como las grandes concentraciones de gases de efecto invernadero actúan como una capa que absorbe eficientemente la radiación que emite la Tierra y la refleja de vuelta. Este efecto hace aumentar la temperatura en el planeta y puede perturbar de forma importante la estabilidad térmica que ha permitido desarrollarnos como raza humana los anteriores 10 mil años.

En esta sección profundizaremos en el efecto invernadero y analizaremos con detalle las cantidades de energía que entran y salen de la tierra primero utilizando un modelo sencillo del efecto invernadero y después usando medidas reportadas por el IPCC que describen con detalle los flujos de energía.

3.3.1 TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

La energía que sale del sol se emite en todas direcciones y cuanto más lejos se está del sol, menor es la intensidad. La intensidad es energía por unidad de tiempo y superficie y se mide en Wm^{-2} . A la distancia que está la tierra del sol, la intensidad del sol son unos $1350Wm^{-2}$. Puesto que el albedo de la tierra es alrededor del 0,3, quiere decir que un 30% de la luz que llega se refleja. Eso hace que la energía que absorbe la tierra sea de $1350Wm^{-2}(1 - \alpha) = 1000Wm^{-2}$.

Si tomamos en cuenta la superficie de la tierra (o más bien la sombra que proyecta πr^2) podemos calcular el flujo de energía incidente como: $F_{in} = \pi r_{Tierra}^2 (1 - \alpha) I_{in}$.

Si utilizamos el hecho de que la energía que sale de la tierra está dada por la ley de Stefan-Boltzman podemos calcular el flujo de salida como: $F_{Sal} = A \varepsilon \sigma T_{Tierra}^4$. En este caso la tierra usa toda su superficie para emitir en todas direcciones. Por lo tanto, el área en la ecuación anterior es $A = 4\pi r^2$.

De esa forma el flujo de salida de energía en la Tierra es: $F_{Sal} = 4\pi r_{Tierra}^2 \varepsilon \sigma T_{Tierra}^4$.

Finalmente podemos igualar el flujo de entrada y salida para encontrar cuál es la temperatura en la Tierra de acuerdo a este simple modelo (Fig 3.3).



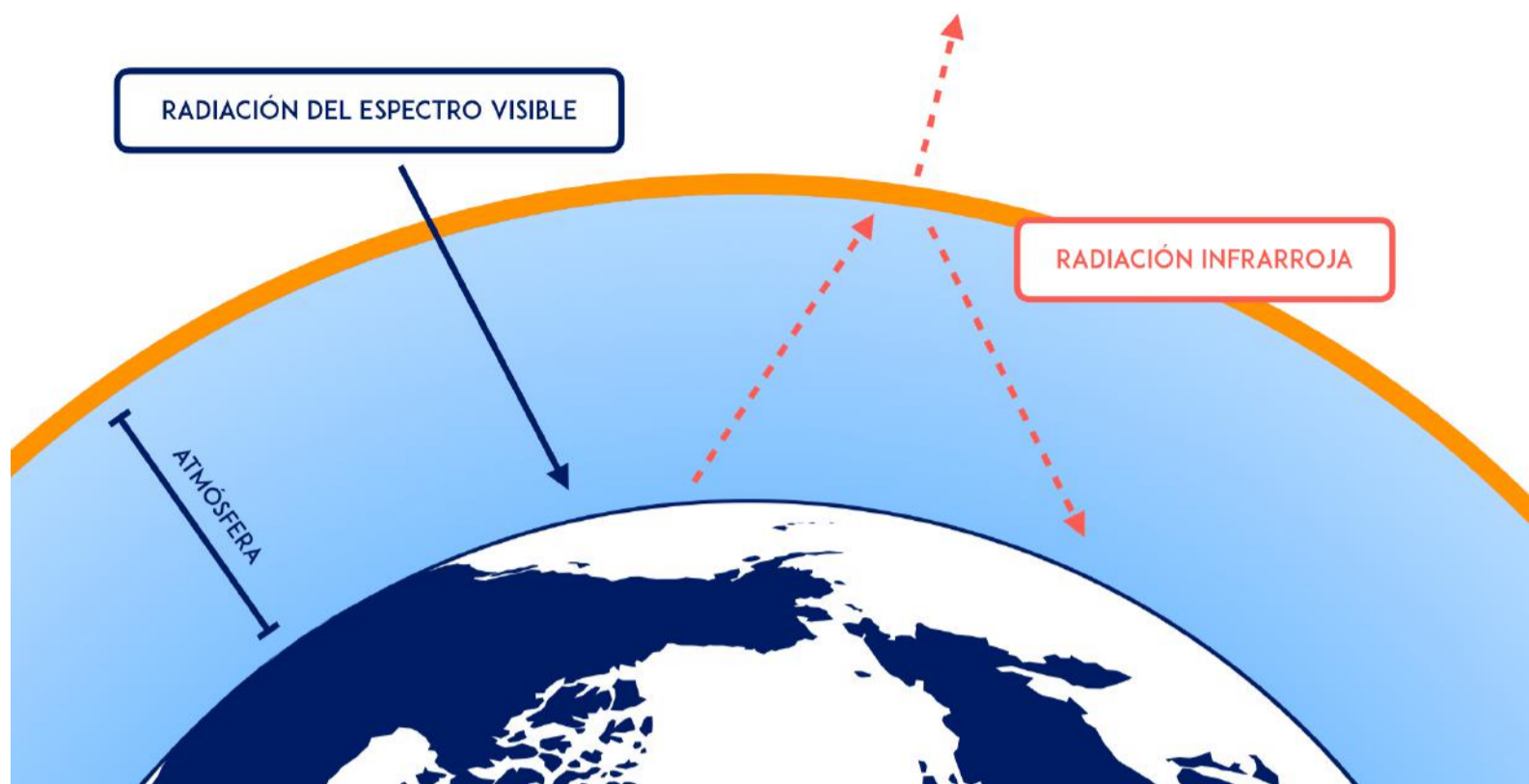


Fig 3.3 La descripción de los flujos de energía es una manera simple de calcular la temperatura del planeta y entender el rol del efecto invernadero y los gases de efecto invernadero.

De esta manera podemos estimar la temperatura de la Tierra en un modelo simple que solo incluye la intensidad solar que llega a la atmósfera y el albedo de la Tierra.

$$T_{Tierra} = \sqrt{\frac{(1 - \alpha)I_{in}}{4\varepsilon\sigma}}$$

Este modelo simple muestra que, si solo consideramos la radiación de entrada y de salida, la Tierra tendría una temperatura de 251 ° Kelvin (-22.15 °C). La temperatura en la superficie es, sin embargo, de 295°K (21.8°C) de. Esto se debe al efecto invernadero que hemos descrito en el módulo anterior.

3.3.2 MODELO DE DOS CAPAS

Como hemos visto, la mayor parte de los gases de la atmósfera son “transparentes” ante la radiación del espectro visible pero no lo son tanto ante la radiación infrarroja, de manera que dejan entrar casi la totalidad de la energía que proviene del sol pero no dejan escapar toda la emitida por la superficie terrestre, actuando como una especie de manta ante la radiación electromagnética que sale del planeta tierra (Fig 3.4; siguiente página) .

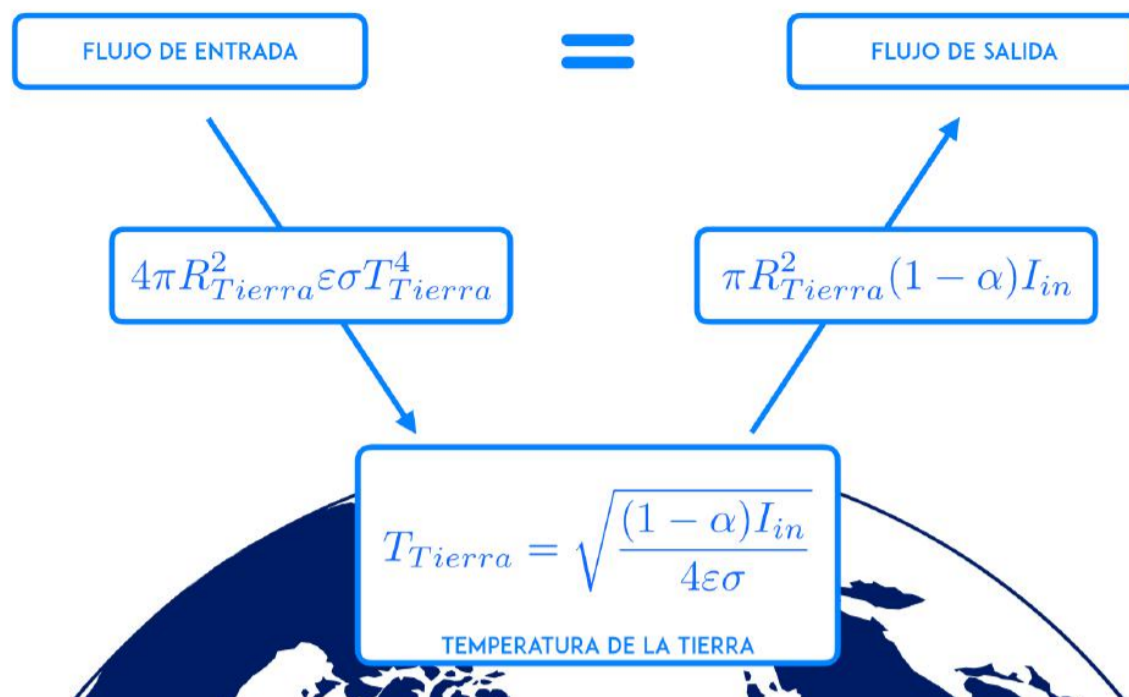


Fig 3.4: El modelo de 2 capas es una forma simple de describir el efecto invernadero natural

En cualquier superficie cerrada que dibujemos en dicho balance, para que las temperaturas se mantengan constantes, el balance debe ser nulo y las entradas de energía deben ser iguales a las salidas, pues de lo contrario la temperatura se incrementaría o reduciría dependiendo de si el balance es positivo o negativo.

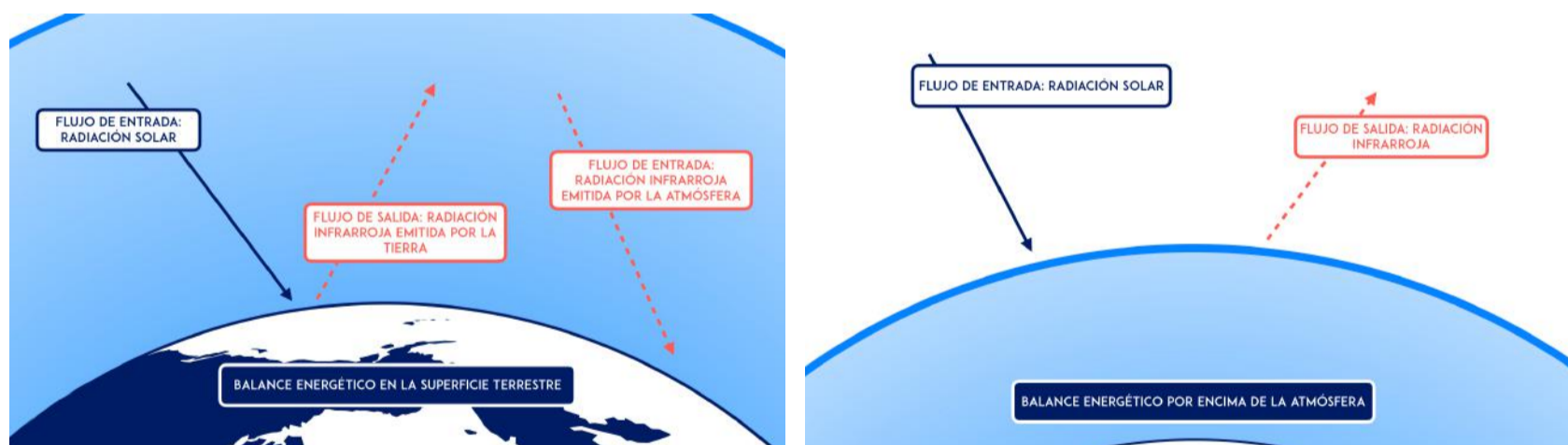


Fig 3.5 (a) Para calcular la temperatura de la superficie de la tierra consideramos dos flujos de entrada y un flujo de salida. (b) Para calcular la temperatura de la atmósfera consideramos solo dos flujos, uno de entrada y uno de salida.

Así, si consideramos el balance que se produce en la superficie terrestre (Fig 3.5a), vemos que ésta recibe la radiación solar más ese 50% de la radiación infrarroja emitida por la atmósfera, de manera que la superficie terrestre aumentará su energía emitida para compensar ese incremento, y como ya hemos visto, ese aumento de energía se realiza aumentando la temperatura. Por tanto, cuanto mayor

energía infrarroja quede retenida en la atmósfera, y cuanto mayor energía la atmósfera emita hacia la superficie, mayores serán las temperaturas alcanzadas tanto en superficie como en la atmósfera.

Si analizamos una superficie cerrada por encima de la atmósfera veremos que solo hay dos flujos, uno de salida y otro de entrada (Fig 3.5b) . Por lo tanto, podemos calcular la temperatura de la atmósfera en términos de la radiación incidente y el albedo del planeta.

$$\varepsilon\sigma T_{Atmosfera}^4 = (1 - \alpha)4I_{Solar}$$

Esta temperatura que ya hemos calculado $T_{Atmosfera} = 251$ ° Kelvin (-22.15 °C) es la llamada skin temperatura.

Ahora podemos calcular los flujos de energía sobre la superficie de la tierra. Como puede verse en Fig 5a hay dos flujos de entrada. Es decir, la radiación que viene directamente del sol que no es reflejada y la radiación que viene de la atmósfera debido al efecto invernadero. De esa forma podemos escribir una ecuación con la temperatura de la atmósfera y de la superficie de la tierra.

$$\varepsilon\sigma T_{Tierra}^4 = (1 - \alpha)4I_{Solar} + \varepsilon\sigma T_{Atmosfera}^4$$

Si utilizamos la información que tenemos de la Temperatura de la atmósfera llegamos a la siguiente relación

$$2\varepsilon\sigma T_{Atmosfera}^4 = \varepsilon\sigma T_{Tierra}^4$$

Eso finalmente nos da una relación entre la temperatura de la atmósfera y de la tierra.

$$T_{Tierra} = \sqrt[4]{2} T_{Atmosfera}$$

La raíz cuarta de 2 es 1.89 lo que significa que el efecto invernadero en la atmósfera hace que la temperatura de la superficie tenga una temperatura un 19% más alta. Este simple modelo de una capa predice una temperatura de la superficie de 303°K que se compara bien con los 295°K observados. Esto significa que este es un buen modelo para entender el funcionamiento de la atmósfera y del efecto invernadero sobre el planeta.



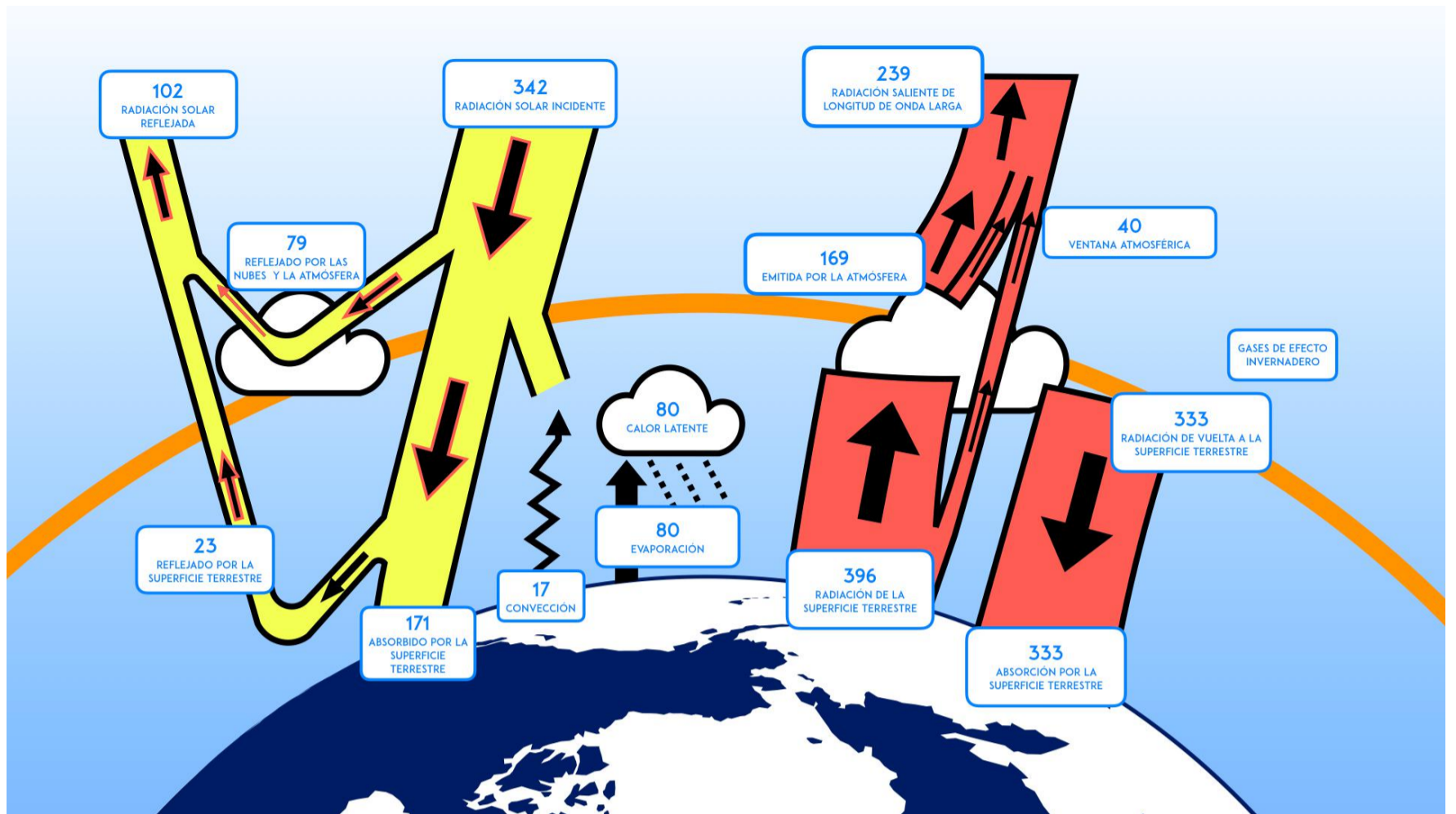


Fig 3.6 La figura tomada del quinto informe del IPCC describe los flujos de entrada y salida de la tierra. La importancia de los gases de efecto invernadero se refleja en la cantidad de energía que se refleja en la atmósfera.

Este modelo conceptual puede utilizarse para hacer una buena estimación de los flujos de entrada y de salida y el rol de la atmósfera y el efecto invernadero.

3.3.3 BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA

La energía solar que alcanza la órbita de la tierra es de $1368 (1350) Wm^{-2}$. Puesto que la superficie que hay que considerar para el flujo de entrada es de la sombra de la tierra y la superficie que consideramos para los flujos de salida es la de toda la esfera entonces podemos normalizar esta intensidad por esta relación 4:1. Con estos datos podemos calcular los flujos de energía que determinan el balance energético de la Tierra (Fig 3.6; siguiente página). La cifra del flujo de entrada es $342 (337) Wm^{-2}$. El 30 % es reflejado hacia el espacio ($102 Wm^{-2}$). La mayoría de esa radiación reflejada procede de la atmósfera cuando la luz rebota en las nubes y en algunas partículas suspendidas en la atmósfera (aerosoles). El restante se refleja desde la superficie de la tierra por las zonas claras de la misma, como áreas cubiertas de nieve, hielo o del desierto. El restante 70% de la radiación que llega a la tierra es absorbida. Nubes, gases y aerosoles absorben el 23 % y la

superficie de la Tierra el 47 %. La radiación solar absorbida calienta la Tierra y ésta emite 396 Wm^{-2} de radiación de onda larga. Muy poca de esta energía (40 Wm^{-2}) escapa hacia el espacio. Los gases, partículas y otros materiales suspendidos en la atmósfera absorben la mayoría de esta radiación y emiten radiación de onda larga en todas direcciones con alguna pérdida hacia el espacio y hacia la superficie de la Tierra. En total 199 Wm^{-2} se pierde en el espacio, que junto con los 40 Wm^{-2} perdidos por la superficie hace un total de 239 Wm^{-2} de radiación emitida por la atmósfera y por la superficie de la Tierra que junto con los 102 Wm^{-2} reflejados hacen un total de 341 Wm^{-2} . Así el balance de radiación neta de la Tierra es cero, la radiación solar absorbida es igual que la radiación de onda larga emitida al espacio.



3.4 EL CICLO DEL CARBONO

El ciclo del carbono consiste en la circulación y reutilización mundial de los átomos de carbono entre los seres vivos, los medios terrestres, los océanos y la atmósfera. La vida se basa en el carbono ya que forma la estructura a la que se unen otros elementos para formar los compuestos necesarios para la vida: glúcidos, lípidos, proteínas y ácidos nucleicos.

Los depósitos de carbono de la Tierra actúan como fuentes y como sumideros. Esto significa que agregan carbono a la atmósfera o lo eliminan de ella. El ciclo del carbono está en equilibrio cuando no hay cambios en el tamaño de las fuentes o sumideros a lo largo del tiempo. Mantener una cantidad constante de CO_2 en la atmósfera ayuda a mantener temperaturas medias estables a escala global.

Los reservorios de carbono en la Tierra son la biosfera, la hidrosfera, la atmósfera y la litosfera (Fig 3.7). El intercambio continuo entre los diferentes reservorios es el ciclo de carbono. La velocidad de intercambio entre la biosfera, hidrosfera y atmósfera es rápida, mientras que la velocidad de intercambio de estos reservorios con la litosfera es lenta.

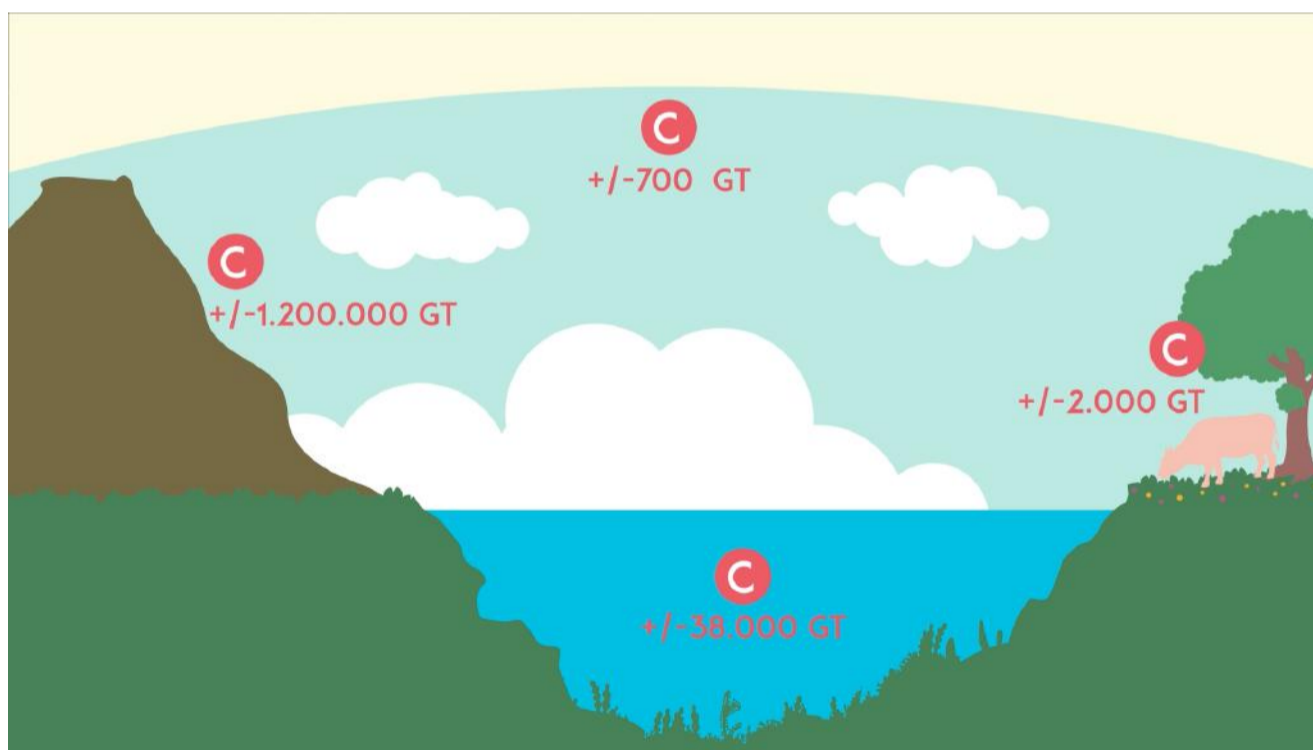
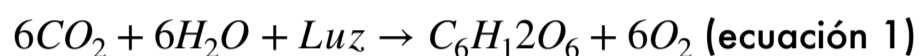


Fig 3.7 La figura describe la cantidad de carbono en diferentes partes del planeta.

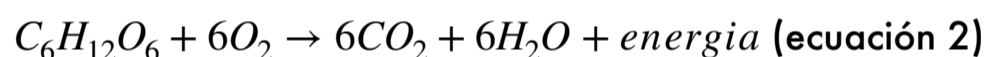
3.4.1 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA ATMÓSFERA Y LA BIOSFERA

En la atmósfera la mayor parte del carbono está en forma de CO_2 , lo que constituye el 0.03%. Aunque la cantidad de carbono es considerablemente menor que en los océanos o la corteza terrestre, es de vital importancia debido a su influencia en el efecto invernadero y el clima.

Las plantas y otros organismos fotosintetizadores intercambian carbono con la atmósfera mediante la fotosíntesis (ecuación 1). Usan la energía de la luz solar para combinar dióxido de carbono de la atmósfera con agua del suelo. De esta manera, crean glúcidos y liberan oxígeno.



Con esta reacción química el CO_2 se elimina de la atmósfera y se almacena en la estructura de las plantas. Por otra parte, las plantas necesitan energía para llevar a cabo sus funciones vitales. Esta energía es obtenida a través de la respiración celular. Ésta consiste en la oxidación de compuestos ricos en carbono (ecuación 2).



Como resultado, se produce CO_2 que es devuelto a la atmósfera. Los consumidores (herbívoros y carnívoros) incorporan el carbono al alimentarse de otros seres vivos, entre ellos las plantas. Tanto plantas como animales depositan materia orgánica en el suelo al producir desechos o al morir. Los descomponedores actúan sobre esa materia y por su acción el carbono regresa al suelo. Además, todos estos organismos al igual que las plantas liberan CO_2 a la atmósfera a través de la respiración celular (ecuación 2).

3.4.2 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA BIOSFERA Y LA LITOSFERA

A veces, los cadáveres quedan en condiciones anaeróbicas (sin oxígeno) fuera del alcance de los descomponedores y se carbonizan dando turba, hulla, petróleo, etc. Que se acumula en algunas



partes de la Tierra. Los fenómenos de vulcanismo y la combustión de los combustibles fósiles devuelven a la atmósfera parte del carbono en forma de CO_2 .

3.4.3 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA ATMÓSFERA Y EL OCÉANO

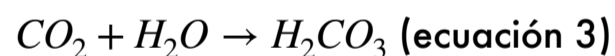
El carbono pasa de la atmósfera al océano a través de tres procesos:

1. BOMBA BIOLÓGICA:

Parte el CO_2 pasa al océano por un proceso de disolución. Al igual que en la Tierra, la reacción de fotosíntesis marca el inicio del intercambio de carbono entre el agua y los organismos marinos (ecuación 1). Los organismos fotosintetizadores son consumidos por otros organismos y de esta forma el carbono se mueve por la cadena trófica. Todos los organismos marinos al igual que los organismos terrestres devuelven carbono al agua durante la respiración celular (ecuación 2).

2. BOMBA DE SOLUBILIDAD:

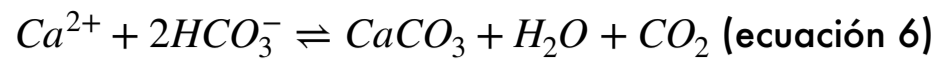
Parte del CO_2 disuelto en la capa superficial del océano reacciona directamente con el agua formando ácido carbónico (H_2CO_3), bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato (CO_3^{2-}) que se conoce como Carbono Inorgánico Disuelto (ecuación 3-5).



3. LA BOMBA DE CARBONATO

El último proceso, la bomba de carbonato consiste en una reacción en la que los organismos marinos toman carbono inorgánico en forma de $CaCO_3$. Este $CaCO_3$ lo usan para construir sus exoesqueletos. Esta reacción produce CO_2 que es devuelto a la atmósfera (ecuación 6).





Cuando los seres vivos marinos mueren sus restos caen al fondo del océano y el carbono forma sedimentos, en su mayoría restos óseos y exoesqueletos. Estos sedimentos pueden ser compactados, convirtiéndose en rocas calizas ($CaCO_3$) y esquistos, por el peso de los nuevos sedimentos que se van depositando encima de ellos. De esta forma el carbono pasa de la hidrosfera a la litosfera.

3.4.4 INTERCAMBIO DE CARBONO ENTRE LA LITOSFERA Y OTROS RESERVORIOS.

Este intercambio es muy lento, hasta millones de años. Por ejemplo las rocas calizas y los esquistos que forman parte del fondo oceánico pueden moverse durante millones de años por la tectónica de placas, llegando a emerger a la superficie. Una vez expuestas a los procesos atmosféricos, estas rocas son erosionadas por la acción del viento y el agua. Una parte de los materiales disueltos pasa a formar parte de la hidrosfera y luego puede acabar pasando a la atmósfera. Esto completaría el ciclo.

Gracias al ciclo natural de carbono la concentración de CO_2 se mantiene relativamente estable en la atmósfera y en equilibrio con los otros reservorios. El aumento de CO_2 debido a la quema de combustiones fósiles altera este ciclo. En la atmósfera el exceso de carbono ha conducido a un calentamiento global de la Tierra, en la biosfera facilita el crecimiento de las plantas y el exceso de carbono en los océanos acidifica las aguas superficiales, poniendo en peligro la vida marina.



3.5 IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA VIDA EN LA TIERRA

La ecología es la ciencia que estudia los seres vivos entre sí y con su entorno (RAE), es decir, la ciencia que estudia los ecosistemas. Un ecosistema es el conjunto formado por los seres vivos, el ambiente en el que viven y las relaciones que se establecen entre los seres vivos y el ambiente en el que viven. Los factores ecológicos son de dos tipos (Fig 3.8). Los bióticos, que son los seres vivos y las condiciones derivadas de las relaciones que se establecen entre ellos y los factores abióticos que son las características físico-químicas de un lugar. Estos factores abióticos condicionan las formas de vida que pueden desarrollarse en el ecosistema y, al mismo tiempo, pueden ser modificados por la actividad de los seres vivos. De los más importantes son todos aquellos que determinan el clima de la zona, como la temperatura o las precipitaciones.

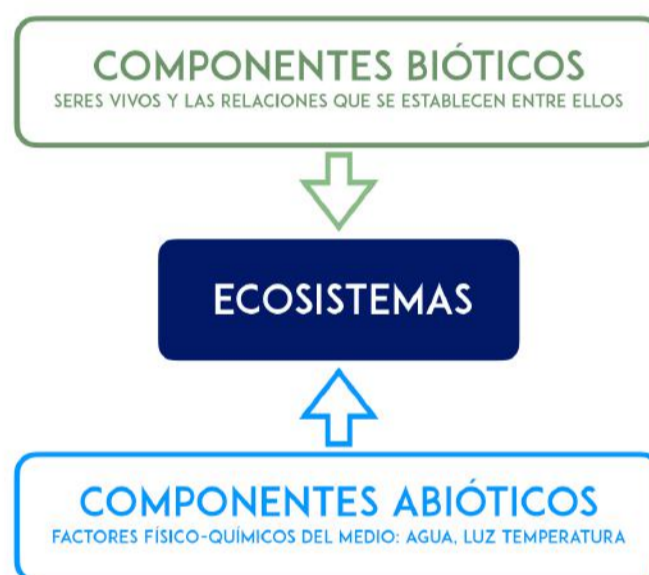


Figura 3.8: La figura describen las diferentes partes que componen un ecosistema.

En resumen la supervivencia de una especie en un determinado lugar es el resultado de una interacción compleja de factores físico-químicos (temperatura, luz, agua...) y factores bióticos (competencia, depredación...). Existen unos límites máximos y mínimos de los factores ecológicos que son tolerados por los organismos. Estos valores se denominan límites de tolerancia.

3.5.1 ¿POR QUÉ AFECTA EL CAMBIO CLIMÁTICO A LOS SERES VIVOS?

Uno de los valores más importantes de los ecosistemas es la biodiversidad, que es la variabilidad que existe de organismos vivos. En ella se incluyen los de ecosistemas terrestres, de los marinos y de otros ecosistemas acuáticos y los complejos ecológicos de los que forman parte estos organismos. Las alteraciones del sistema climático terrestre están modificando los factores físico-químicos como la temperatura o el agua disponible de los ecosistemas. Esto afecta al crecimiento o el comportamiento de los organismos, modifica el tamaño y la estructura de las poblaciones, afecta a la estructura y el funcionamiento de los ecosistemas y puede modificar la distribución de los ecosistemas en el planeta.

3.5.2 EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS ECOSISTEMAS.

En este apartado pondremos de manifiesto los efectos que pueden sufrir los ecosistemas debido al cambio climático. En primer lugar se han observado cambios en la fenología de muchas especies. Esto puede provocar la desincronización de especies que presenten algún tipo de relación, ya sea trófica o de alimentación (e.g. depredador-presa), mutualista (planta y organismo polinizador) o de cualquier otro tipo. Se ha observado un desplazamiento de los hábitats de muchas especies hacia latitudes y/o altitudes más altas asociados con el clima.

Ciertas plagas favorecidas por la temperatura podrán expandirse y en algunos casos llegar a especies o poblaciones que nunca se habían visto afectadas por ellas. Las alteraciones climáticas favorecerán a aquellas especies invasoras que muestren un comportamiento más plástico que sus homólogas no invasoras.

Los ecosistemas dominados por especies longevas tardarán mucho en responder al cambio y en recuperarse después. Por ejemplo, las migraciones pueden retrasarse porque la dispersión de estas especies suele ser un proceso lento, y puede ocurrir que los nuevos hábitats hayan sido ocupados por otras especies con mayor capacidad de dispersión.



El impacto en masas de agua continentales será diferente según el rango latitudinal. Será menos marcado en los trópicos, moderado en latitudes medias, y grande en latitudes altas. Cambios de temperatura pueden provocar modificaciones en la composición de las especies que viven en estas masas de agua que, a su vez, pueden afectar a la productividad general de los ecosistemas y su utilidad a los seres humanos. La subida de la temperatura del agua del mar produce decoloración y muerte de los corales. Además, un aumento de la concentración del CO₂ oceánico, va a afectar a la capacidad que tienen los corales y otros seres vivos para construir sus esqueletos calizos. La subida del nivel del mar provocará salinización de acuíferos, llanuras inundables y zonas pantanosas de agua dulce. Por último se producirá una pérdida de biodiversidad por sumergimiento y/o mayor erosión de las zonas costeras como efecto de la elevación del nivel del mar.

3.5.3 EFECTOS DE ESTAS ALTERACIONES SOBRE LA ACTIVIDAD HUMANA.

1. Los ecosistemas terrestres son sistemas que cumplen tres tipos de funciones para el ser humano: Productiva, ya que suministran productos naturales renovables, como los alimentos, los productos de interés farmacológico o los productos madereros.
2. Ecológica mantienen la biodiversidad, conservan el suelo y regulan la composición atmosférica, el clima y los ciclos biogeoquímicos.
3. Por último, entre las funciones sociales nos proporcionan los usos recreativos, educativos y de ocio, las oportunidades para la investigación y sus valores tradicionales culturales y emocionales.

Las alteraciones del sistema climático tendrán un impacto sobre muchos de estos bienes y servicios que nos proporcionan los ecosistemas y, por lo tanto, impactos sobre los sistemas socioeconómicos.

Además, se prevé un incremento de las desigualdades que observamos en nuestra sociedad debido a que las personas con menos recursos tendrán más dificultades para hacer frente a los desastres naturales causados por los fenómenos extremos (e.g. inundaciones, sequías). Esto puede conllevar a que se produzcan conflictos violentos como consecuencia de la escasez de recursos provocados por los cambios climáticos.

Por último aumentará la mortalidad cardiovascular como consecuencia al incremento de las olas de calor y la mortalidad y pérdidas económicas por la expansión de enfermedades infecciosas.



BIBLIOGRAFÍA

- Araujo MB, Guilhaumon F, Neto DR, Ortego IP & Gómez Calmaestra R (2011). Impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático de la biodiversidad española 2: Fauna de vertebrados. Dirección general de medio Natural y Política Forestal. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid.
- Archer D (2007). Global warming: understanding the forecast. Blackwell Publishing Ltd, Malden, USA.
- Bonan GB (2016). Ecological climatology 3rd Ed.: concepts and applications. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cáceres J (2017). Ciclo del carbon. Youtube: <https://www.youtube.com/watch?v=MHliqWnrGzg>
- Educaplay (2018). Ciclo del cabono. https://es.educaplay.com/es/recursoseducativos/731186/ciclo_del_carbono.htm
- Dirección general de medio Natural y Política Forestal. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid.
- Gettelman A & Rood RB (2016). Demystifying Climate Models. Springer Open, Springer-Verlag GmbH Berlin, Heidelberg, Germany.
- Globe Carbon Cycle (2009). An introduction to the global carbon cycle. University of New Hampshire. <http://globecarboncycle.unh.edu/CarbonCycleBackground.pdf>.
- Kumar Rai P & Kumar Rai P (2013). Environmental and socio-economic impacts of global climate change: An overview on mitigation approaches. Environmental Skeptics and Critics 2(4): 126-148.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2002). Cambio climático y biodiversidad. IPCC, Ginebra, Suiza.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007). The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Moreno Rodríguez JM (cordinador general) (2005). Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático ECCE-INFORME FINAL. Centro de Publicaciones. Secretaría General Técnica. Ministerio de Medio Ambiente.
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2018): <https://www.nasa.gov/>



GLOSARIO

Forzamiento radiativo: una perturbación externa impuesta al balance radiativo del sistema climático de la Tierra, que puede conducir a cambios en los parámetros climáticos. El balance de radiación se puede alterar por varios factores, entre ellos, la intensidad de la energía solar, la reflexión de las nubes o los gases, la absorción debida a los diversos gases o superficies, y la emisión de calor por los diferentes materiales.

Cuerpo negro: Un objeto teórico o ideal que absorbe toda la luz y toda la energía radiante que incide sobre él.

Radiación electromagnética: Una combinación de campos eléctricos y magnéticos oscilantes, que se propagan a través del espacio transportando energía de un lugar a otro.

Fenología: La ciencia que estudia la relación entre los factores climáticos y los ciclos de los seres vivos como el florecimiento o la migración.





MOOC: CONCIENCIACIÓN Y CAPACITACIÓN EN MATERIA DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA PROFESORES DE PRIMARIA Y SECUNDARIA

PRIMERA EDICIÓN, 2018

EQUIPO DOCENTE:

CAMILO RUIZ MÉNDEZ

MARÍA LAURA DELGADO MARTÍN

DIEGO CORROCHANO FERNÁNDEZ

MARÍA ISABEL ASENSIO

SANTIAGO ANDRÉS SÁNCHEZ

PABLO HERRERO TEIJÓN

SUSANA LAGÜELA LÓPEZ

JESÚS MANUEL SAMPEDRO GÓMEZ

ANNE-MARIE BALLEGEER

CON EL APOYO DE:



MEDIALAB USAL

